

**ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КСЕНОЛИТОВ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ИЗ ГОРНБЛЕНДИТОВЫХ БРЕКЧИЙ
КЫТЛЫМСКОГО МАССИВА**

И.А.Готтман

Полимиктовые перидотитовые брекчии с горнблендитовым цементом были описаны ранее в Хабаровинском массиве [Петрология постгарцбургитовых ..., 1991]. Позднее подобные

образования были обнаружены в Кытлымском платиноносном массиве на Северном Урале; и в том и в другом случае структурно-морфологические особенности и состав брекчий позво-

ляет интерпретировать их генезис как эруптивный [Пушкарев и др., 2000]. Однако всегда состав обломков соответствует набору и составу основных и ультраосновных пород, слагающих мафит-ультрамафитовые массивы, и никогда не было отмечено ксенолитов окружающих массивы вулканогенных, осадочных или метаморфических пород. Эта специфическая особенность горнблендитовых брекчий может иметь важное значение при интерпретации их генезиса. Цель данной работы - изучить состав минералов из ультраосновных ксенолитов в горнблендитовых брекчиях для их сопоставления с главными типами пород Кытлымского массива и другими комплексами Урало-Аляскинского типа.

Как было установлено ранее, среди ксенолитов в горнблендитовых брекчиях встречаются: дуниты, верлиты, клинопироксениты, тылаиты, реже отмечаются кытлымиты, габбро и обломки титаномагнетитовой руды [Пушкарев и др., 2000]. Ниже дана краткая петрографическая характеристика наиболее часто встречающихся пород из ксенолитов, химический состав которых приведен в табл. 1.

Дуниты. Дуниты обладают мелко-среднезернистой структурой с размером зерен 1-5мм и массивной текстурой. Первичный парагенезис в них представлен оливином и акцессорным хромшпинелидом, обычно в них присутствует клинопироксен, реже амфибол. Микроскопически дуниты имеют эквигранулярные, перекристаллизованные структуры, при этом наблюдаются островки, сложенные зернами оливина и сохраняющие протогранулярную структуру. Для клинопироксенсодержащих дунитов характерна полосчатость, обусловленная наличием субпараллельно ориентированных цепочек зерен клинопироксена, размером до 4-5мм, окруженных более мелкозернистым клинопироксен-оливиновым агрегатом. Оливин образует полигональные или субизометричные зерна. Некоторые из них имеют волнистое погасание. Содержание акцессорного хромшпинелида составляет менее 1-2%. Присутствующий в дунитах амфибол образует мелкие интерстициальные зерна, почти бесцветные, либо бледнозеленого цвета, часто приуроченные к выделениям хромшпинелида. Новообразованный амфибол развивается вдоль единичных трещин, образуя в ду-

Таблица 1

Содержание петрогенных элементов (мас.%),
Rb и Sr (г/т) ксенолитов брекчий с горнблендитовым цементом

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ пробы	ПЕ-297	ПЕ-302	ПЕ-506	ПЕ-522	ПЕ-318	ПЕ-483	ПЕ-484	ПЕ-523	ПЕ-299	ПЕ-316	ПЕ-298	ПЕ-317
SiO ₂	38,72	38,30	39,37	47,07	50,10	48,80	46,13	50,80	42,20	45,12	45,11	43,44
TiO ₂	0,05	0,03	0,04	0,37	0,17	0,33	0,30	0,15	0,83	0,34	0,50	0,66
Al ₂ O ₃	0,71	0,60	0,63	3,28	2,20	2,69	2,32	2,29	9,10	10,08	13,71	16,74
Fe ₂ O ₃	0,58	0,40	1,71	6,88	0,65	6,98	6,06	4,05	7,00	0,91	2,04	2,47
FeO	12,53	10,58	9,71	4,16	7,89	3,47	6,59	3,47	8,53	10,41	6,77	7,89
MgO	41,10	45,51	42,83	18,94	18,75	18,11	20,76	20,48	13,63	13,84	9,04	8,88
MnO	0,20	0,18	0,20	0,17	0,16	0,18	0,20	0,14	0,19	0,20	0,14	0,14
CaO	1,10	0,87	1,50	17,04	17,58	17,25	14,72	17,43	15,43	14,94	17,69	16,06
Na ₂ O	0,18	0,18	0,43	0,36	0,31	0,55	0,43	0,36	0,52	0,68	0,95	1,09
K ₂ O	0,01	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,04	0,06	0,12	0,12
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
V	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02
Cr	0,36	0,37	0,38	0,08	0,10	0,18	0,16	0,22	0,06	0,10	0,04	0,02
Ппп	2,00	1,40	1,78	0,00	0,99	0,61	1,18	0,62	1,81	1,25	2,43	1,23
Сумма	97,55	98,44	98,60	98,37	98,93	99,17	98,88	100,01	99,39	97,94	98,58	98,80
f	0,15	0,12	0,12	0,24	0,20	0,24	0,24	0,16	0,38	0,31	0,34	0,39
Rb	16,00	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	20,00	23,00	не обн.	не обн.	15,00	не обн.	не обн.
Sr	14,00	13,00	не обн.	14,00	не обн.	61,00	51,00	15,00	288,00	237,00	651,00	не обн.

Примечание. Породы ксенолитов: 1-3 – дуниты, 4-8 – клинопироксениты, 9, 10 – тылаиты, 11, 12 – габбро. f – Fe/(Fe+Mg).

ните цепочкообразные амфиболовые прожилки, спорадически содержащие зерна ортопироксена.

Верлиты и клинопироксениты. Макроскопически это среднезернистые, реже крупнозернистые породы массивной текстуры. Главными минералами являются клинопироксен и оливин, соотношение которых сильно варьирует. Микроскопически в них, также как и в дунитах, наблюдаются эквигранулярные, перекристаллизованные структуры. Обычно они имеют две главные разновидности: равномернозернистые - таблитчатые, состоящие преимущественно из клинопироксена с титаномagnetитом, и порфирировидные - из оливина и клинопироксена. Порфирировидные выделения оливина и клинопироксена размером до 5-8мм имеют обычно изометричные очертания, редко они обладают кристаллографической формой фенокристов. В обеих разновидностях зерна клинопироксена «затемнены» ламелями рудного минерала, образующими тончайшую, густую решетку. В крупных зернах ламеллы распределены неравномерно, что, вероятно, отражает первичную зональность клинопироксеновых зерен. По границам некоторых зерен клинопироксена изредка появляются светлые, не содержащие включений, мелкие (?0,1мм) необласти клинопироксена. В ксенолитах оливиновых клинопироксенитов хорошо видны субпараллельные полосы деформации. Вдоль них в зернах клинопироксена наблюдаются структуры распада твердых растворов в виде «рудной пыли», а в центральной их части появляются чешуйки хлорита, иногда наблюдаемые и в зернах оливина.

Тылаиты. Тылаиты состоят из пироксена, оливина, плагиоклаза, небольшого количества амфибола и сидеронитового рудного минерала. Структура пород порфирировидная за счет крупных (до 7-10мм) субидiomорфных выделений клинопироксена, либо гломеропорфирировая, обусловленная скоплениями крупных зерен клинопироксена и оливина, сцементированных более мелкозернистой основной массой со структурой типа микрогаббровой. Текстура пород гнейсовидная, деформированная. В полосчатых тылаитах чередуются прослои различного состава и крупности зерна. Порфирировидные зерна клинопироксена ориентированы субпараллельно относительно длинной оси, иногда они имеют волнистое погасание, указывающее на проявление деформационных процессов.

Габбро состоят из плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, амфибола, титаномagnetита.

Структуры пород габбровая, с близким идиоморфизмом клинопироксена и плагиоклаза. Иногда клинопироксен характеризуется более сильным идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Этим объясняются изредка наблюдаемые элементы порфирировидной структуры, когда пироксен формирует более крупные зерна, чем остальные минералы габбро. Плагиоклаз образует короткопризматические зерна, часто нацело пелитизированные. Основная масса сложена мелкими зернами клинопироксена, амфибола, плагиоклаза. Амфибол наблюдается в виде интерстициальных зерен, обычно содержащих включения титаномagnetита.

Вокруг ксенолитов дунитов и клинопироксенитов отмечается реакционная кайма, шириной не более 1-3мм. По краям ксенолитов зерна оливина серпентинизируются. Со стороны цементирующей массы формируется мелкозернистая амфиболовая (0,1-0,3мм) зона. Поскольку размер ксенолитов во много раз больше ширины зоны реакции, то взаимодействие происходит не с породой в целом, а с отдельными ее зернами. Это хорошо подтверждается тем, что если на границе ксенолит - основная масса оказывается зерно оливина, то на границе с ним в реакционной зоне появляется новообразованный ортопироксен, часто в ассоциации с сульфидами. Вокруг единичных ксенокристов оливина, погруженных в горнблендит, формируются ортопироксеновые с сульфидами каймы, что вероятно связано с более интенсивной метасоматической проработкой ксенолитов небольшого размера. По минеральному составу реакционные каймы аналогичны высокотемпературным реакционным каймам, развитым в ультрамафитовых брекчиях Восточно-Хабарнинского комплекса [Готтман, Пушкарев, 1998].

Для сопоставления с главными типами пород Кытлымского массива нами были определены составы оливинов, хромшпинелидов, клинопироксенов и ортопироксенов из некоторых ксенолитов (табл. 2).

Железистость оливина варьирует от 0,10-0,15 в дунитах до 0,19-0,25 в клинопироксенитах. С увеличением железистости от дунитов до клинопироксенитов содержание кальция в минерале остается примерно одинаковым и не превышает 0,07 мас%. Среднее содержание составляет 0,03-0,05 мас%, что сразу отличает их от более высококальциевых оливинов из дунитов Платиноносного пояса и массива Кондер, содержание кальция в которых обычно выше

Таблица 2

Химический состав минералов ксенолитов брекчий с горблендитовым цементом (мас. %)

№ пробы	ПЕ-302		ПЕ-506		ПЕ-302		ПЕ-506		Ре-302		Ре-506		Ре-506		307-1-1		307-1-5		307-3-3		307-1-3		307-1-4	
	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	хромшпинелид	хромшпинелид	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен	оливин	клинопроксен
SiO ₂	41,71	40,75	52,85	54,23	не обн.	не обн.	40,39	40,23	52,58	51,23	55,84	55,48	55,84	55,48	40,39	40,23	52,58	51,23	55,84	55,48	55,84	55,48	55,84	55,48
TiO ₂	не обн.	не обн.	0,15	0,14	0,75	0,53	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	не обн.	не обн.	2,06	1,93	12,81	17,93	0,00	0,00	1,17	3,27	2,26	2,30	2,26	2,30	0,00	0,00	1,17	3,27	2,26	2,30	2,26	2,30	2,26	2,30
Cr ₂ O ₃	не обн.	не обн.	0,66	0,46	41,42	32,59	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
FeO	10,20	11,16	3,10	3,11	37,85	40,20	20,34	21,04	4,09	4,57	13,01	12,93	13,01	12,93	20,34	21,04	4,09	4,57	13,01	12,93	13,01	12,93	13,01	12,93
MnO	0,26	0,19	0,10	0,08	0,52	0,47	0,30	0,35	0,13	0,16	0,32	0,32	0,32	0,32	0,30	0,35	0,13	0,16	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32
MgO	48,11	47,44	16,71	16,00	5,80	7,08	38,50	38,08	15,68	15,86	26,77	27,93	26,77	27,93	38,50	38,08	15,68	15,86	26,77	27,93	26,77	27,93	26,77	27,93
CaO	0,01	0,04	23,86	24,90	не обн.	не обн.	0,01	0,03	25,37	23,84	1,02	1,00	1,02	1,00	0,01	0,03	25,37	23,84	1,02	1,00	1,02	1,00	1,02	1,00
NiO	0,12	0,17	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Na ₂ O	не обн.	не обн.	0,19	0,13	не обн.	не обн.	0,00	0,02	0,06	0,27	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,27	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	не обн.	не обн.	0,00	0,02	не обн.	не обн.	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,41	99,74	99,67	100,99	99,15	98,57	99,55	99,75	99,08	99,48	99,25	99,96	99,25	99,96	99,55	99,75	99,08	99,48	99,25	99,96	99,25	99,96	99,25	99,96
f	0,10	0,11	0,08	0,09	0,13	0,21	0,23	0,23	0,13	0,14	0,21	0,20	0,21	0,20	0,23	0,23	0,13	0,14	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,20

Примечание Ксенолиты: дунитов – ПЕ-302, ПЕ-506; клинопроксенитов – ПЕ-307. f – Fe/(Fe+Mg).

0,1 мас% (рис. 1А). Содержание кальция менее 0,1 мас% характерны для оливинов Уктусского массива, имеющих структуры распада твердого раствора [Пушкарев, 2000]. В данном случае возможно, что низкое содержание кальция есть результат воздействия цементирующей массы на ксенолиты перидотитов. По содержанию никеля оливины также близки оливинам Уктусского массива [Пушкарев, 2000] (рис. 1Б).

Хромшпинелиды в ксенолитах дунитов образует субидиоморфные зерна или зерна сложной формы, обычно располагающиеся по границам зерен оливина. Хромшпинелиды характеризуются небольшими вариациями $Cr/(Cr+Al)$, ограничивающимися интервалом 0,55-0,7. По содержанию главных компонентов они близки хромшпинелидам Платиноносного пояса (рис. 2), отличаясь от них лишь несколько более низким содержанием хрома и более высоким содержанием железа и алюминия.

Клинопироксен в ксенолитах дунитов наблюдается в виде мелких интерстициальных зерен, реже образует более крупные субидиомор-

фные кристаллы. Железистость его несколько ниже ($Fe/(Fe+Mg)=0,08-0,09$), чем у сосуществующего оливина. Пироксены относятся к умеренноглиноземистому ($Al_2O_3=1,7-2,6$ мас%), низкохромистому ($Cr_2O_3=0,46-0,66$ мас%) диопсиду. По составу (рис. 3) они наиболее близки клинопироксенам из дунитов Косьвинского Камня [Иванов, 1997].

Такие же закономерности устанавливаются при анализе характера изменения состава клинопироксенов из ксенолитов клинопироксенитов. Клинопироксен в них представлен диопсидом, имеющим меньшую железистость ($Fe/(Fe+Mg)=0,13-0,14$), чем сосуществующий оливин и ортопироксен. Содержание глинозема ($Al_2O_3=1,2-3,3$ мас%) несколько выше, чем у клинопироксенов из ксенолитов дунитов. В клинопироксенах из дунитов и клинопироксенитов с ростом железистости растет содержание глинозема и натрия, такой тренд характерен для клинопироксенов из дунитов Платиноносного пояса (рис.3Б).

Ортопироксен клинопироксенитовых ксенолитов формирует субизометричные зерна ксеноморфные по отношению к оливину и клинопироксену. По составу соответствует высокоглиноземистому ($Al_2O_3=2,2-2,3$ мас%, $Fe/(Fe+Mg)=0,20-0,23$) ортопироксену из плагиоклаз-оливиновых клинопироксенитов, тесно пространственно ассоциированных с порфировидными меланогабброидами Кытлымского массива [Перцев и др., 2000].

Изученные особенности вещественного состава ксенолитов полимиктовых брекчий свидетельствуют о том, что их состав в целом аналогичен составам основных и ультраосновных пород слагающих мафит-ультрамафитовые комплексы Урало-Аляскинского типа. Одинаковый набор и близкий состав минералов пород ксе-

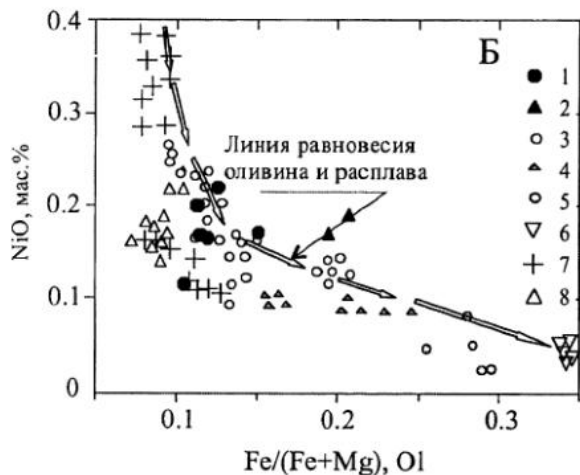
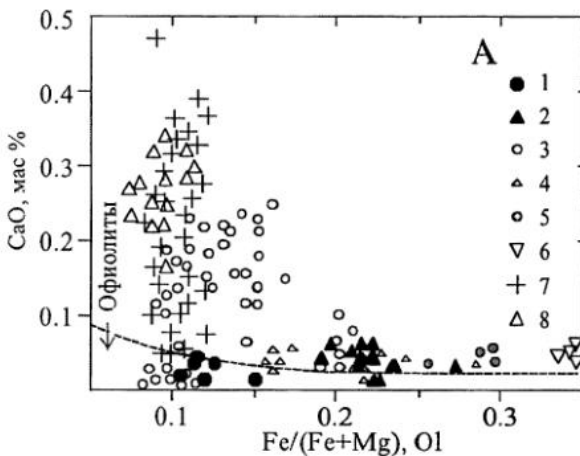


Рис. 1. Диаграммы: А) CaO-Fe/(Fe+Mg), Б) NiO- Fe/(Fe+Mg) - для оливинов.

1,2 – Кытлымский массив: ксенолиты полимиктовых брекчий: 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты; 3-6 – Уктусский массив: 3 – дуниты и оливиниты, 4 – оливиновые клинопироксениты и верлиты, 5 – габброиды, 6 – тылаиты (Пушкарев, 2000); 7 – дуниты массива Кондер [Приходько, Пономарев, 1990; Петрология и платиноносность..., 1994]; 8 – дуниты Платиноносного пояса Урала [Иванов, Рудашевский, 1987].

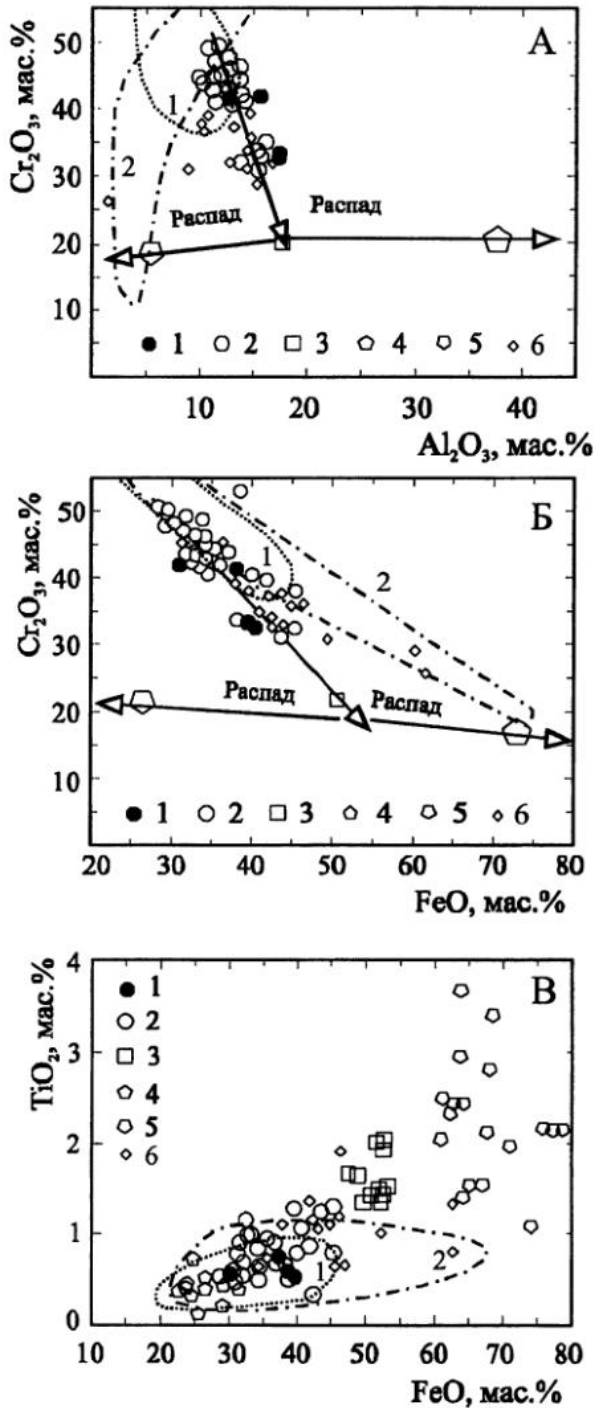


Рис. 2. Вариации содержаний: А) Cr₂O₃-Al₂O₃, Б) Cr₂O₃-FeO, В) TiO₂-FeO в хромшпинелидах.

1 – хромшпинелиды из ксенолитов полимиктовых брекчий; 2, 3 – хромшпинелиды Уктусского массива: 2 – акцессорные и рудные, 3 – гиперсолвусные; 4, 5 – фазы распада твердого раствора: 4 – хроммагнетит, 5 – хромпикотит [Пушкарев, 2000]; 6 – хромшпинелиды из дунитов комплекса Гудньюз Бей, Аляска [Bird, Clark, 1976]. Поля: 1 – хромшпинелиды из дунитов Платиноносного Пояса Урала [Иванов, Рудашевский, 1987]; 2 – дуниты массива Кондер [Приходько, Пономарев, 1990].

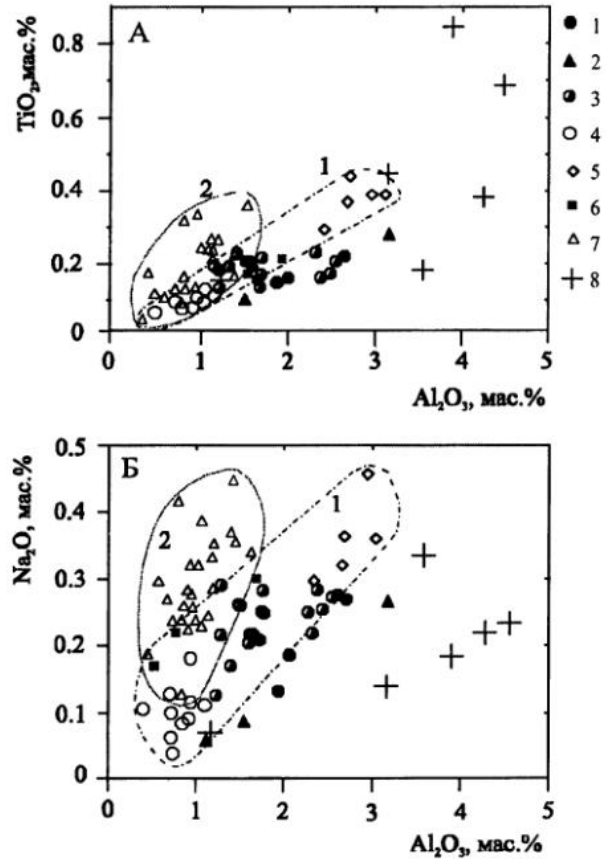


Рис. 3. Диаграммы: А) TiO₂-Al₂O₃ и Б) Na₂O-Al₂O₃ для клинопироксенов из дунитов.

1, 2 – Кытлымский массив: ксенолиты полимиктовых брекчий: 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты; 3 – Кытлымский массив (Сосновское тело); 4 – Кытлымский (Йовское тело) и Нижнетагильский массивы [Пушкарев, 2000]; 5 – Кытлымский массив, пластовые дуниты правобережья р.Горевая [Пушкарев, 2000]; 6 – Кытлымский массив (Косвинский Камень) [Иванов, 1997]; 7 – массив Кондер [Петрология и платиноносность..., 1994]; 8 – Уктусский массив [Пушкарев, 2000]. Поля: 1 – дуниты Платиноносного пояса Урала; 2 – массив Кондер [Приходько, Пономарев, 1990].

нолитов и пород окружения свидетельствует об их образовании в сходных условиях в ходе единого процесса. Это подтверждает геологические наблюдения, сделанные ранее [Пушкарев и др., 2000], о том, что полимиктовые брекчии с горнблендитовым цементом являются молодыми образованиями по отношению к вмещающим ультрамафит-мафитовым породам и интрудировать только их. Отмечаемое некоторое своеобразие состава оливина, клинопироксена, появление новообразованного ортопироксена

является результатом метасоматического преобразования пород ксенолитов под действием вмещающей цементирующей массы горнблендитов.

Список литературы

Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Реакционное взаимодействие перидотитов с флюидонасыщенными расплавами основного состава (на примере Хабарнинского массива) // Ежегодник-1997. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С.71-76.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488с.

Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С.16-35.

Перцев А.Н., Савельева Г.А., Астраханцев О.В. Магматическая природа ультрамафит-габбровой ассоциации массива Кытлым, Платиноносный пояс Урала // Петрология, 2000. Т. 8. № 4. С. 370-393.

Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемперсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 160с.

Петрология и платиноносность кальциевых щелочно-ультраосновных комплексов / Некрасов И.Я., Октябрьский Р.А. и др. М.: Наука, 1994. 381с.

Приходько В.С., Пономаренко Г.П. Составы породобразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 59-69.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296с.

Пушкарев Е.В., Прибавкин С.В., Богатов В.И. и др. Геологические свидетельства трех стадий формирования клинопироксенитов и связанных с ними основных пород в Платиноносном поясе Урала // Ежегодник-2000. Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2000. С.85-90.

Bird M. L., Clark A.L. Mikroprobe study of olivine chromitites of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska, and the occurrence of platinum // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1976. Vol.4. №6. P.717-725.